Jb. Nass. Ver. Naturk.	Bd. 99	Seite 43—64	Wiesbaden, 1968

TURMALINFELS- UND TURMALINSCHIEFER-FRAGMENTE IN DEN KONGLOMERATEN DER BUNTEN SCHIEFER (OBERGEDINNE) IM WESTLICHEN TAUNUS

Von STEFAN MEISL und KARL-HEINZ EHRENBERG, Wiesbaden*)

Herrn Prof. Dr. FRANZ MICHELS, dem unermüdlichen Forscher des Taunus, zum 75. Geburtstag gewidmet.

Mit 1 Abbildung, 3 Tabellen und den Tafeln 1—6 mit 12 Figuren

INHALT

1. Einleitung
2. Das Untersuchungsmaterial
3. Mineralogischer Befund
4. Petrographischer Befund
5. Bildungsbedingungen der Turmalingesteine und die möglichen Liefergebiete
   a) Die Mitteldeutsche Schwelle als wahrscheinliches Liefergebiet der Turmalingesteinsfragmente
   b) Gesteine des Taunus-Vordevons als mögliche Lieferanten der Turmalingesteinsfragmente
6. Turmalingesteinsfragmente in den Gedinne-Konglomeraten der Ardennen; ein Vergleich
7. Zusammenfassung
Literatur

1. Einleitung

In den Bunten Schiefern des Obergedinne treten im westlichen Taunus — vor allem auf das Gebiet des Aßmannshäuser Sattels und dessen östliche Fortsetzung beschränkt — sandige, stellenweise konglomeratische Einschaltungen auf, die von C. KOCH (1881) mit dem Namen „körnige Phyllite“ belegt wurden (vgl. Abb. 1).

Neben zahlreichen anderen Gesteinskomponenten enthalten diese konglomeratischen Einschaltungen an manchen Fundorten kaum transportierte, eckige Fragmente eines dichten, dunkelgrauen bis schwarzen Ge-

*) Dr. STEFAN MEISL und Dr. KARL-HEINZ EHRENBERG, Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9.

steins. Durch ihr für den Taunus fremdartiges Aussehen, lenkten diese Fragmente bereits früh die Aufmerksamkeit der Forscher auf sich. ROTHPLETZ (1895, S. 15), LEPPLA (1904, S. 15) und MICHELS (1926, S. 74; 1930, S. 22—23; 1931, S. 29; 1932, S. 23) hielten sie für Kieselschiefer. Diese Auffassung erhielt zudem noch eine Stütze in der Beobachtung von GALLADÉ (zitiert in MICHELS, 1931, S. 29), der gelegentlich auftretende, kleine, rundliche Flecken im sonst dichten, aphanitischen Gestein als Querschnitte von Fossilien deutete. Man sah in den schwarzen Fragmenten fortan Kieselschiefer bzw. Radiolarite, möglicherweise silurischen Alters, deren eigenartige Verbreitung man innerhalb der Bunten Schiefer (vgl. Abb. 1) mit zwei Hypothesen zu erklären versuchte: Einerseits wurde die mögliche Aufarbeitung herausragender Klippen silurischer Kieselschiefer in Erwägung gezogen (R. RICHTER zitiert als mündliche Mitteilung in MICHELS, 1931), andererseits nahm F. MICHELS an, „daß ein Vulkanausbruch größere Massen eines tief liegenden älteren Kieselschiefers zertrümmerte und über weitere Strecken hinweg zerstreute" (MICHELS, 1931, S. 29).

Die mikroskopische Untersuchung der Gesteinsfragmente erfolgte aber erst später im Rahmen einer von Herrn Professor F. MICHELS angeregten Doktorarbeit durch H. WIRTH.

Nach WIRTH (1960) sollen die Fragmente etwa zur Hälfte aus Hornblende und Quarz zusammengesetzt sein. Die fossilverdächtigen Querschnitte (strahlige Kristallaggregate mit Quarzgirlanden mit ⌀ bis zu 1 cm) sind nach ihm möglicherweise auch mit „Kristallisations- oder Reaktionsvorgängen" (anorganisch) zu erklären. Ob ein metamorphes Sediment oder ein magmatogenes Gestein vorliegt, ließ sich nicht entscheiden.

Hier setzten nun unsere eigenen Untersuchungen ein, vornehmlich mit dem Ziel, die Natur und die Herkunft dieser eigenartigen Gesteinsfragmente aufzuhellen.

2. Das Untersuchungsmaterial

WIRTHs Untersuchungsmaterial stammte von Kloster Eberbach bei Kiedrich, Blatt Eltville. Seine Dünnschliffe standen uns im Hessischen Landesamt für Bodenforschung zur Verfügung. Bei Kloster Eberbach und in Kiedrich wurde von uns noch weiteres Probenmaterial gesammelt. Dazu kommen noch Proben vom Blattgebiet Presberg und einige Stücke aus der Sammlung des Städtischen Museums Wiesbaden. Die vom Städtischen Museum entliehenen Stücke wurden in früheren Jahren von LEPPLA, GALLADÉ und HEINECK in Aulhausen, Kiedrich und Kloster Eberbach gesammelt. Außerdem wurde noch eine Konglomeratprobe in die Untersuchung einbezogen, die LEPPLA 1917 in Belgien fand. Laut Beschriftung stammt diese Probe aus einem Konglomerat „an der Sohle des Gedinne, Bois de Dave, Nordhang, rechts der Maas". Nachstehende Tabelle 1 enthält die notwendigen Angaben über das Untersuchungsmaterial. Dünnschliffe und Belegstücke werden in den Sammlungen des Hessischen Landesamtes

Tabelle 1

Untersuchte Konglomeratproben mit dichten, schwarzen Gesteinsfragmenten

Probe-Nr.	Schliff-Nr.	Blatt	Rechtswert	Hochwert
5758/2	9771	5913 Presberg	34 24 75	55 42 83
5759/3	9776	5913 Presberg	34 24 75	55 42 83
5754/4	9777	5913 Presberg	34 24 75	55 42 83
5766/2	9792	5913 Presberg	34 24 75	55 42 83
5764/2	9788	5913 Presberg	34 24 75	55 42 85
5775	10037	5913 Presberg	34 27 74	55 43 93
5776	10038	5913 Presberg	34 27 77	55 43 92
5777	10039	5913 Presberg	34 25 86	55 43 13
5769/1	9796	5914 Eltville	34 31 87	55 45 32
5769/2	9797	5914 Eltville	34 31 87	55 45 32
5769/3	9798	5914 Eltville	34 31 87	55 45 32
5769/4	9799	5914 Eltville	34 31 87	55 45 32
6062*	10222—10224	5914 Eltville	34 31 87	55 45 32
6055*	10209	5914 Eltville	34 31 87	55 45 32
5770/1	9800	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
5770/2	9801	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
5770/3	9802	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
Wirth 1	7411	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
Wirth 2	7412	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
Wirth 3	7413	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
Wirth 4	7414	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
Wirth 5	7415	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
Wirth 6	7416	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
Wirth 7	7417	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
Wirth 8	7418	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
Wirth 9	7419	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
Wirth 10	7420	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
Wirth 11	7421	5914 Eltville	34 32 01	55 45 33
5774/1	10033	5914 Eltville	34 32 00	55 46 39
5774/2	10034	5914 Eltville	34 32 00	55 46 39
5774/3	10035	5914 Eltville	34 32 00	55 46 39
5774/4	10036	5914 Eltville	34 32 00	55 46 39
6054*	10207—10208	6013 Bingen—Rüdesheim	34 20 11	55 40 30
6657*	10214—10215	6013 Bingen—Rüdesheim	34 20 11	55 40 30
6059*	10218	6013 Bingen—Rüdesheim	34 20 11	55 40 30
6060*	10219—10221	6013 Bingen—Rüdesheim	34 19 91	55 40 22
6065*	10226—10229	6013 Bingen—Rüdesheim	34 19 91	55 40 22

* Leihgabe des Städtischen Museums Wiesbaden.

für Bodenforschung aufbewahrt, sofern sie nicht Leihgabe des Städtischen Museums Wiesbaden sind.

3. Mineralogischer Befund

Die Untersuchung des Dünnschliffmaterials ergab, daß die schwarzen Fragmente — mit dem Befund von WIRTH (1960) übereinstimmend — im wesentlichen aus Quarz und aus einem feinsäuligen, blaugrünen (manchmal auch etwas bräunlichen), intensiv pleochroitischen Mineral bestehen. Außerdem können in wechselnder Menge Hämatit und in Spuren Rutil, Zirkon sowie Serizit beteiligt sein. WIRTH (1960) hielt die blaugrüne Komponente für Hornblende. Die nähere Prüfung ergab jedoch, daß diese Komponente keine Hornblende ist. Die Verwechslung wurde wohl durch die blaugrüne Farbe des Minerals verursacht. Alle übrigen Eigenschaften des Minerals weichen deutlich von denjenigen der Hornblenden ab. Es hat wesentlich höhere Doppelbrechung als die gemeine Hornblende, löscht gerade aus, läßt keine für dieses Mineral charakteristische Spaltbarkeit erkennen und weist für die Hornblende ungewöhnliche, ditrigonale (manchmal auch hexagonale) Querschnitte auf. Außerdem ist das Mineral einachsig mit negativem optischem Charakter. Die ditrigonalen Schnitte sind isotrop und lassen häufig recht schönen Zonarbau erkennen (Tafel 1, Fig. 1 und 2). Alle diese Beobachtungen sprechen für Turmalin.

Um diese im Dünnschliff erfolgte Bestimmung zu untermauern, wurde der Turmalin mit Hilfe der üblichen Phasentrennverfahren aus einer Probe isoliert und röntgenographisch untersucht. Die Probe wurde zerkleinert (Korngröße $< 200\ \mu$) und mit kalter Flußsäure (HF) behandelt. Nach Auflösung des Quarzanteils verblieben im Konzentrat nur geringfügige Reste von Hämatit und Spuren von Rutil bzw. Quarz. Diese Verunreinigungen wurden durch mehrfach wiederholte Trennung mit CLERICIS Lösung ($D = 3{,}10$) und mit dem Magnetscheider (Frantz-Isodynamic) aus dem Konzentrat entfernt. Die Ergebnisse der röntgenographischen Untersuchung sind in der Tabelle 2 verzeichnet und mit den röntgenographischen Daten eines Turmalins (var. Dravit) aus Österreich (wahrscheinlich von Unterdrauburg) verglichen. Sie beweisen die völlige Identität des Minerals mit Turmalin und erhärten damit das Ergebnis der optischen Bestimmung.

Zu dem in der Tabelle 2 wiedergegebenen Ergebnis ist noch folgendes zu bemerken: Die Netzebenenabstände (d-Werte) beider Turmaline stimmen, trotz ihrer abweichenden chemischen Zusammensetzung, sehr gut überein. Lediglich in den relativen Intensitäten der einzelnen Reflexe sind Abweichungen festzustellen, die jedoch für die Identifizierung des Minerals als Turmalin ohne Belang sind. Unsere Diagramme weisen — außer einer Linie mit dem d-Wert 3,348 — keine Fremdreflexe auf. Diese Linie (relative Intensität in der Aufnahme a) etwa 8) könnte von Quarz herrühren. Sie

* In Tabelle 2 nicht aufgeführt

Tabelle 2

Ergebnisse der röntgenographischen Untersuchung

1. Turmalin var. Dravit (ASTM-K.: 14—76)
Herkunft: aus Österreich, nähere Angaben fehlen, wahrscheinlich von Unterdrauburg

2. Turmalin var. Schörl mit etwa 35-40% Dravitanteil
Herkunft: Kloster Eberbach, Bl. 5914 Eltville

d Å	I/I_1	h k l	d Å (a)	I/I_1	d Å (b)
6,38	30	101	6,37	28	6,37
4,98	25	021	4,97	28	4,978
4,60	18	300	4,60	25	4,599
4,22	65	211	4,226	35	4,23
3,99	85	220	3,997	100	3,99
3,48	60	012	3,46	43	3,476
3,38	16	131	3,37	4	—
3,11	6	401	—	—	3,08
3,01	12	410	3,01	10	—
2,961	85	122	2,95	40	2,956
2,897	10	321	2,895	4	—
2,656	< 1	330	—	—	—
2,622	8	312	2,618	3	2,619
2,576	100	042	2,579	83	2,58
2,490	2	042	—	—	2,48
2,451	2	241	2,449	3	—
2,396	20	103	2,38	18	2,39
2,376	20	232	2,37	9	2,37
2,342	20	511	2,345	17	2,345
2,300	6	600	2,300	4	—
2,189	18	502	2,186	7	2,189
2,163	14	431	2,166	7	2,166
2,127	16	303	—	—	—
2,112	10	422	2,11	11	2,11
2,054	20	223	—	—	—
2,040	45	152	2,04	36	2,04
2,019	8	161	2,019	2	2,02
1,991	6	440	1,997	8	—
1,920	35	342	1,918	22	1,92
1,901	6	701	1,898	3	—
1,887	8	413	1,87	7	1,87
1,849	8	621	1,848	6	—
1,828	2	710	1,827	5	—
1,817	2	612	—	—	—
1,784	10	104	—	—	—
1,781	8	333	—	—	—
1,742	6	024	—	—	—
1,729	4	532	—	—	—
1,715	2	541	—	—	—

d Å	I/I_1	h k l	d Å (a)	I/I_1	d Å (b)
1,690	2	262	—	—	1,69
1,660	25	603	1,656	20	1,66
1,641	16	271	1,640	19	1,64

Aufnahmebedingungen: CuK_α-Strahlung, Diffraktometer; Ni-Filter. Die Intensitäten wurden durch Planimetrieren der von den Spitzen eingenommenen Flächen bestimmt. Die eigenen Aufnahmen wurden nicht indiziert.
a) analysiertes Konzentrat.
b) ausgelesene Kristalle (sehr kleine Menge; wegen der möglichen Textureffekte wurde hierbei auf die Bestimmung der Intensitäten verzichtet.

ist jedoch auch in der Aufnahme b) eindeutig vorhanden. Für diese Aufnahme wurden aber einwandfrei reine Turmalinkristalle verwendet, die unter dem Binokular-Mikroskop ausgelesen worden sind. Daraus muß gefolgert werden, daß in dem für die chemische Analyse verwendeten Konzentrat keine wesentliche Quarzmenge als Verunreinigung enthalten war.

Da Turmalin einer der Hauptbestandteile der untersuchten Fragmente ist, der nach unserer Schätzung manchmal bis zu 80% des Gesteins aufbaut, muß das Gestein (zumindest der massige Typ unter den hier untersuchten Fragmenten) als Turmalinfels bezeichnet werden.

Turmaline sind kompliziert zusammengesetzte Silikate, deren Struktur und Formel bis heute noch nicht endgültig feststeht. Die zur Zeit als gültig anerkannte Allgemein-Formel lautet:



$$X\,Y_3\,Al_6\,B_3\,Si_6\,O_{27}\,(OH, F)_4.$$

Für X können hierbei Na, Ca und K stehen, für Y können die Kationen Mg, Fe, Mn, Li, Al, (Ti) und Cr eingesetzt werden.

In der Natur sind drei Hauptvarietäten verbreitet:

1. Dravit: $Na\,Mg_3\,Al_6\,B_3\,Si_6\,O_{27}\,(OH, F)_4$,
2. Schörl: $Na\,(Fe, Mn)_3\,Al_6\,B_3\,Si_6\,O_{27}\,(OH, F)_4$,
3. Elbait: $Na\,(Li, Al)_3\,Al_6\,B_3\,Si_6\,O_{27}\,(OH, F)_4$.

Dravit und Schörl einerseits, Schörl und Elbait andererseits bilden eine lückenlose Mischreihe, während zwischen den Gliedern Dravit und Elbait eine Mischungslücke vorzuliegen scheint (DEER, HOWIE und ZUSSMAN, 1962, Bd. I, S. 300).

Es schien uns von großem Interesse zu sein, festzustellen, welche Zusammensetzung der Turmalin der untersuchten Turmalinfelsfragmente effektiv hat. Dazu standen uns grundsätzlich drei Wege offen:

1. Abschätzung der Zusammensetzung mit Hilfe der optischen Daten
2. Bestimmung der Gitterkonstanten (EPPRECHT, 1953).
3. Chemische Analyse

Die unter 1. und 3. angezeigten Wege sind von uns beschritten worden.

Die optischen Daten:

$$n_\omega = 1{,}654$$
$$n_\varepsilon = 1{,}632$$
$$\Delta = 0{,}022; \text{ Absorptionsschema: } \omega > \varepsilon,$$

sprechen für einen Schörl-Dravit-Mischkristall.

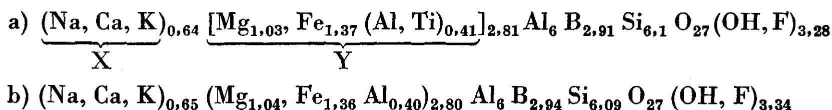
Für die chemische Analyse wurde das gleiche Konzentrat verwendet, das auch zur Aufnahme der Röntgendiagramme diente. Es wurde zusätzlich im Körnerpräparat optisch auf seine Reinheit überprüft. Die Auszählung von 2010 Körnern ergab, daß im Konzentrat 97 Korn-% Turmalin, 1,5 Korn-% Rutil, 0,9 Korn-% Quarz und 0,6 Korn-% Hämatit vorhanden sind. Auf Grund dieser Werte läßt sich die Beteiligung der jeweiligen Minerale in Gew.-% angeben, wenn man die Gestalt, die durchschnittlichen Abmessungen und die Dichte der betreffenden Minerale berücksichtigt. Dieses Verfahren, das nur angenäherte Werte ergibt, erhebt keinen Anspruch auf große Genauigkeit.

Im vorliegenden Falle wurde zur Berechnung der Turmalinmengen eine ideale, trigonal-prismatische Gestalt der Turmaline angenommen, während die Quarzkörner als Kugeln, die Hämatite als sechseckige Plättchen von 5 μ Dicke aufgefaßt wurden. Auf diese Weise wurden Korn-% in Vol-%, diese wiederum unter Berücksichtigung der Dichten, in Gew.-% konvertiert. Es ergab sich für das analysierte Konzentrat folgende Zusammensetzung:

Turmalin	98,5	Gew.-%
Quarz	0,5	,,
Hämatit	0,2	,,
Rutil	0,74	,,
Summe	99,94	,,

Rutil wurde nicht aus den Korn-% berechnet. Es wurde hierbei vielmehr angenommen, daß der chemisch erhaltene TiO_2-Gehalt dem Rutilgehalt entspricht. Außerdem enthalten die Turmalinkristalle noch geringe Mengen Hämatit als Einschlüsse. In Tabelle 3 (s. S. 48) sind neben den analytisch festgestellten Werten (a) noch die korrigierten Werte (b) angeführt, die durch Abzug der Verunreinigungen und durch Rückrechnung auf die Analysensumme gewonnen wurden. Für beide Fälle wurden anschließend die Atomverhältnisse ermittelt, um die Formel des Turmalins zu erhalten.

Faßt man die Anzahl der Ionen zu durch die Formeleinheit geforderte Gruppen zusammen, so ergibt sich für den Turmalin von Kloster Eberbach folgende Formel:


a) $\underbrace{(Na, Ca, K)_{0,64}}_{X}\ \underbrace{[Mg_{1,03}, Fe_{1,37}\,(Al, Ti)_{0,41}]}_{Y}{}_{2,81}\,Al_6\,B_{2,91}\,Si_{6,1}\,O_{27}(OH, F)_{3,28}$

b) $(Na, Ca, K)_{0,65}\,(Mg_{1,04}, Fe_{1,36}\,Al_{0,40})_{2,80}\,Al_6\,B_{2,94}\,Si_{6,09}\,O_{27}\,(OH, F)_{3,34}$

Tabelle 3

Chemische Zusammensetzung des Turmalins aus den Turmalinfels-Fragmenten (Bunte Schiefer, Fundort: Kloster Eberbach, Bl. Eltville)*)
Analytiker: THIELICKE 1967**)

	Gew.-%		Molquot. × 1000		Anzahl der Ionen auf der Grundlage von 31(O,OH,F) in der Formeleinheit		
	a)	b)	a)	b)		a)	b)
SiO_2	36,5	36,53	607,7	608,2	Si	6,095	6,088
TiO_2	0,74	—	9,3	—	Ti	0,093	—
B_2O_3	10,09	10,24	144,9	147,0	B	2,906	2,942
Al_2O_3	32,10	32,59	314,9	319,7	Al	6,316	6,400
Fe_2O_3	4,90	4,75	30,7	29,8	Fe^{+3}	0,618	0,597
FeO	5,40	5,48	75,2	76,3	Fe^{+2}	0,754	0,764
MgO	4,13	4,19	102,4	103,9	Mg	1,028	1,040
CaO	0,39	0,40	7,0	7,1	Ca	0,070	0,071
Na_2O	1,70	1,73	27,4	27,9	Na	0,550	0,559
K_2O	0,10	0,10	1,1	1,1	K	0,022	0,022
F	0,25	0,25	13,2	13,2	F	0,132	0,132
H_2O (ges.)	2,83	2,87	157,1	160,4	H	3,151	3,211
Summe:	99,13	99,13					

*) Weitere Bestimmungen: P_2O_5 < 0,05 Gew.-%, MnO < 0,05 Gew.-%.

Die an der Analyse durchgeführte Korrektur brachte — wie auch zu erwarten war — keine wesentlichen Änderungen der Atomverhältnisse. Aus diesen Formeln ergibt sich ein Fehlbetrag sowohl an Kationen der Position X, vor allem an Na als auch an Kationen der Position Y. Diese Unstimmigkeiten erklären sich durch die Schwierigkeit der Turmalin-Analyse, bei der vor allem beim Aufschluß des Analysenmaterials Verluste nicht auszuschließen sind, die dann Analysenfehler verursachen können (vgl. MACHATSCHKI, 1929, S. 220). Für die letztgenannte Möglichkeit spricht auch der Tatbestand, daß die Analysensumme nur 99,13% beträgt, was bereits einen Verlust von etwa 0,9% bedeutet. Mit Fehlern dürften vor allem die Bestimmungen von Na, Fe und H_2O behaftet sein.

Trotz der obigen Einschränkungen führt die Auswertung der Analysenergebnisse zur gleichen Schlußfolgerung bezüglich der Natur des untersuchten Turmalins wie die optische Untersuchung. Es liegt ein Mischkristall der Reihe Dravit-Schörl bzw. ein Schörl mit etwa 35—40% Dravit-Anteil vor. Der Anteil an dem hypothetischen Uvit

**) Für die Mitwirkung bei der Anfertigung der chemischen Analyse wird Herrn K. NIEDER, Wiesbaden, gedankt.

$[Ca\ Mg_4\ Al_5\ B_3\ Si_6\ O_{27}\ (OH)_4]$ kann bei dem sehr niedrigen Ca-Gehalt wohl vernachlässigt werden. Aus der ermittelten Zusammensetzung erklärt sich auch der beobachtete Zonarbau: schmalere Dravit-Zonen wechseln mit etwas breiteren Schörlzonen ab. Sie können auf Änderungen der physikalisch-chemischen Bedingungen während der Kristallisation (wechselndes Angebot an Mg oder Fe) zurückgeführt werden.

4. Petrographischer Befund

Alle bisherigen Beobachter (ROTHPLETZ, 1895; LEPPLA, 1904; F. MICHELS, 1926, 1930, 1931 und 1932; WIRTH, 1960) stimmen in der Feststellung überein, daß die Turmalinfragmente stets eckig-kantig sind und deshalb kaum einen längeren Transportweg hinter sich haben können. Wie bereits erwähnt, sind sie überwiegend grauschwarz bis schwarz, sehr dicht und lassen, außer Klüften und Rissen sowie außer den ebenfalls schon erwähnten mehr oder minder rundlichen Gebilden, die früher als Fossilquerschnitte gedeutet worden sind, keine Textur- und Struktur-Merkmale erkennen (Tafel 2, Fig. 1).

Neben diesen massigen, schwarzen Typen treten im Untersuchungsmaterial etwas seltener (eine quantitative petrographische Analyse der Konglomerate steht zur Zeit noch aus) auch hellgraue bis grünlichgraue, längliche, makroskopisch flaserige, schwach schiefrige Varietäten auf (Tafel 2, Fig. 2), die man auf den ersten Blick als Fragmente anderer Art ansehen würde. Sie enthalten jedoch ebenfalls massenhaft Turmalin und haben auch die rundlichen Gebilde mit dem eigentlichen Turmalinfels gemeinsam.

Alle Fragmente sind in die Schieferungsebene der Bunten Schiefer eingeschlichtet, ohne daß sie in der variscischen Orogenese, die das Wirtgestein erfaßt hatte, größere Deformationen erlitten hätten. Zu jener Zeit entstanden lediglich feinste Risse und Klüftchen, die nachträglich mit Quarz ausgefüllt wurden. Diese Trümchen setzen sich im Schiefermaterial meist fort und schneiden im Fragment eine ältere Trumgeneration, die nur im Turmalinfelsfragment auftritt. Die älteren Trümchen enthalten außer Quarz häufig auch Schörl, ja es finden sich sogar unter diesen Trümchen solche, die fast ausschließlich aus Schörl bestehen (Tafel 3, Fig. 1).

Der eigentliche Turmalinfels (schwarze, massige Varietät) enthält den Schörl in drei Generationen. Die eine ist Bestandteil des sehr feinkörnigen Grundgewebes, das überwiegend aus Schörl mit wenig Quarz, mehr oder weniger feinverteiltem Hämatit und ebenfalls meist spärlichem Serizit besteht. Das dichte Grundgewebe wird von kleineren und größeren Nestern aufgelockert. Unter den kleineren Nestern (∅ etwa 0,3—0,5 mm) finden sich solche, die fast ausschließlich von gröberen, diablastischen Aggregaten einer zweiten Schörlgeneration eingenommen werden. Diese diablastischen Schörl-Nester haben in der Regel kreisrunde bis elliptische Querschnitte

(Tafel 3, Fig. 2), nicht selten sind die Querschnitte jedoch rhombenförmig. Das diablastische Schörlpflaster (Individuengröße maximal 120×30 μ) läßt für den begleitenden Quarz (gelegentlich auch Hämatit) nur wenig Raum übrig. Ganz selten sind in solchen Nestern, außer den bereits genannten Mineralien, kleine, honigbraune Aggregate zu beobachten, die man nach dem Erscheinungsbild für Titanit halten könnte. Nach dem röntgenographischen Befund müssen sie jedoch als Rutil identifiziert werden [d-Werte der intensivsten Linien: 3,256 (100) 2,49 (40), 1,685 (40)]. Es liegen demnach wohl Pseudomorphosen nach Titanit vor.

Diesen kleinen Turmalinnestern stehen Nester von gleicher Größe gegenüber, die (fast) ausschließlich aus einem gröberkörnigen (∅ etwa 30 μ) Quarzpflaster bestehen. Die kleinen Quarznester sind stets kreisrund oder elliptisch und enthalten nur vereinzelte Schörlkristalle (Tafel 4, Fig. 1). Der ∅ der Quarznester variiert zwischen 0,3—10 mm. Häufig gehen benachbarte Quarznester ineinander über, wobei sie Schörlaggregate einschließen. In manchen Fragmenten treten außerdem kleinste Quarznester mit ∅ von 20—60 μ auf. Die großen Quarznester (∅ > 1 mm) enthalten nicht selten selbst diablastische Schörlaggregate (Tafel 4, Fig. 2) mit besonders großen Schörlindividuen (200×30 μ), die in hämatitreichen Fragmenten häufig von groben Hämatitblättchen begleitet sind. Die Größe dieser Schörlaggregate beträgt auch hier etwa 0,5 mm im ∅, nur sind die Aggregate manchmal so angeordnet, daß sich im Gesamtbild bizarre Formen ergeben, etwa in der Art, wie sie in der Abbildung von WIRTH (1960, Tafel 16, Fig. 1) oder in Tafel 2, Fig. 1 zu erkennen sind. Eine dritte, jüngere Schörlgeneration hat sich in den bereits erwähnten Trümern ausgebildet, die nur in den Fragmenten auftreten, nicht jedoch im Wirtgestein. Solche Trümchen schneiden die großen, quarzreichen Nester und führen im Bereich derselben neben einem gröberen Quarzpflaster vereinzelte Schörlkristalle, spärlich auch Zirkonkristalle und Rutilaggregate.

Außerhalb der Nester im dichten Schörl-Quarz-Grundgewebe bestehen jedoch die gleichen Trümchen fast ausschließlich aus größeren, mit ihrer c-Achse mehr oder weniger zum Salband orientierten Schörlkristallen (Tafel 5, Fig. 1). In den schörlführenden Trümchen können in manchen Fragmenten besonders große Kristalle (350×60 μ, maximal 540×30 μ) beobachtet werden.

Der Hämatitgehalt der einzelnen Fragmente ist sehr unterschiedlich. Er verleiht manchen gelegentlich einen rötlichen Schimmer. Auch der Serizitgehalt schwankt von Fragment zu Fragment, er ist in dem hier behandelten Typ jedoch stets von untergeordneter Bedeutung.

Von genetischer Bedeutung sind in das Grundgewebe scheinbar regellos eingestreute größere, kantige bis kantengerundete Quarzkörner (∅ etwa 20—30 μ), die, ihrer Form nach zu urteilen, nur detritisch sein können, ebenso wie die nur im Grundgewebe einzelner Fragmente beobachteten Muskovitfetzen (Tafel 5, Fig. 2). Hierin haben wir die einzigen

petrographisch erschließbaren Anhaltspunkte, die uns Aussagen über das Edukt ermöglichen. Alle sonstigen Gefügemerkmale, die auf ein ehemaliges Sedimentgestein hinweisen würden (Schichtung und Bänderung etwa), sind durch die intensive Sprossung des Schörls und durch die Umkristallisation der meisten Quarze völlig verwischt worden. Dennoch bietet sich auf Grund des soeben geschilderten petrographischen Befundes am ehesten ein schluffig-toniges Sedimentgestein als Ausgangsgestein an.

Die beschriebenen größeren, rundlichen Gebilde sind mit Sicherheit keine Fossilquerschnitte. Ihre Entstehung ist auf Kristallisationsvorgänge zurückzuführen. Ihre räumliche Verteilung ähnelt derjenigen, die man in gewissen „Knotenschiefern" beobachten kann. Die kleinsten Quarznester hingegen (mit ∅ zwischen 20—60 μ) könnten als stark veränderte Radiolarienquerschnitte gedeutet werden.

Wesentlich eindeutiger ist die Frage nach dem Edukt im Falle der hellgrauen bis grünlichgrauen, turmalinreichen Fragmente zu beantworten, die in den Konglomeratlagen der Bunten Schiefer mit den soeben behandelten Turmalinfelsfragmenten vergesellschaftet sind. Diese Fragmente enthalten, außer Schörl und Quarz, wesentliche Mengen von Serizit. Die schwache, makroskopisch kaum merkliche Schiefrigkeit des Gesteins tritt unter dem Mikroskop infolge der strengen Einregelung dieses Minerals eindeutig hervor. Das dichte Serizit-Quarz-Schörl-Grundgewebe umschmiegt linsige (7—8 × 0,5—1 mm große), an beiden Enden ausgespitzte Partien, die im wesentlichen aus Quarz bestehen und als Schluff-Flasern in einem ehemaligen Tongestein aufgefaßt werden müssen (Tafel 6, Fig. 1). Die größere Wegsamkeit solcher Partien im vormetamorphen Stadium führte hier im allgemeinen zur Ausbildung größerer Schörlkristalle (120 × 30 μ) ebenso wie in den rundlichen Gebilden (∅ in Probe 5774/2 bis 5 mm), die auch in diesen Fragmenten aus einem feinkörnigen Quarzpflaster und in diesen liegenden Schörl-Nestern bestehen. Mit den Schörl-Nestern ist in der Regel auch Hämatit verbunden. Auf Grund des festgestellten Mineralbestandes und des beschriebenen Gefüges liegen hier Fragmente eines Turmalin-Serizit-Schiefers vor, der mit Sicherheit durch die Umwandlung eines schluffig-tonigen Sedimentgesteines entstanden ist.

5. Bildungsbedingungen der Turmalingesteine und die möglichen Liefergebiete

Der Nachweis, daß die im Taunus bisher als Kieselschiefer oder als Hornblende-Quarz-Gestein angesehenen Fragmente in den konglomeratischen Einschaltungen der Bunten Schiefer Turmalinfelse bzw. Turmalin-Serizit-Schiefer sind, wirft eine Reihe neuer Fragen auf, die für den Taunus regionalgeologische Bedeutung haben dürften.

Gewöhnlich werden Turmalingesteine, da Turmalin als typisch pneumatolytisches Mineral gilt, mit irgendeinem Tiefengestein bzw. Magmatit in Verbindung gebracht, der dann zumindest als Lieferant des für die Bildung des Turmalin notwendigen Bors angesehen wird (Kontaktpneumatolyse). Die erste Frage, die nun gestellt werden muß, ist, ob die Annahme eines solchen Magmatitkörpers im mutmaßlichen Liefergebiet der Turmalinfels-fragmente (und Turmalin-Serizit-Schiefer-Fragmente) mit unseren geologischen Kenntnissen über dieses Gebiet in Einklang zu bringen ist oder nicht.

Wie bereits erwähnt, sind alle Fragmente eckig, kantig, kaum abgerollt und können deshalb nicht weit transportiert worden sein. NÖRING (1939, S. 81) kommt in seiner Untersuchung der palaeogeographischen Verhältnisse im Bereich des südlichen Rheinischen Schiefergebirges bei Betrachtung der konglomeratischen Lagen in den Bunten Schiefern zu dem Schluß, daß diese von ihm als „Konglomeratfächer von Bingen" bezeichneten Bildungen Ablagerungen eines von Süden kommenden Flußsystems sein könnten.

Diese Deutung besitzt eine große Wahrscheinlichkeit, und man kann wohl annehmen, daß das Liefergebiet der Turmalinfels-Fragmente etwa in der Gegend Bingen-Wiesbaden, möglicherweise etwas weiter südlich der Achse, die durch die Verbindung beider Städte entsteht (etwa im Verlauf des Rheinstromes), zu suchen ist. In diesem Raum dürften zur Zeit des Obergedinne entweder Gesteine der sog. „Mitteldeutschen Schwelle" (BRINKMANN, 1948) oder solche des heutigen „Vordevons" an der damaligen Oberfläche angestanden haben (vgl. auch LEPPLA, 1904, S. 16, der Granite, Tonschiefer und Phyllite als „Ufer des Unterdevons" angibt). Das metamorphe Taunus-Vordevon gehört nach BRINKMANN (1948, S. 58) zum nordwestlichen Randsaum der „Mitteldeutschen Schwelle" (NÖRINGS „Südinsel"). Im folgenden sollen beide Einheiten getrennt betrachtet werden.

a) Die Mitteldeutsche Schwelle als wahrscheinliches Liefergebiet der Turmalingesteinsfragmente

Die Gesteine, welche die „Mitteldeutsche Schwelle" aufgebaut haben mögen, sind uns im einzelnen weitgehend unbekannt. Die einzigen fragmentarischen Zeugen liefern uns die tertiären Basalte und Tuffe, die häufig Material aus dem tieferen, versunkenen Untergrund in Form von Einschlüssen und von Auswürflingen zu Tage gefördert haben, außerdem einige Konglomerate mit ihrem Geröllinhalt. Die reichste Ausbeute an Tiefengesteinseinschlüssen im betrachteten Gebiet hat der Basalt (Olivinnephelinit) von Naurod (Erbsenacker) geliefert. Diese wurden von F. SANDBERGER (1883) untersucht. Danach stehen im heutigen Untergrund des Taunus Tiefengesteine granitischer und gabbroider Zusammensetzung sowie Gneise und Amphibolite an.

Diese Tiefengesteine zeigen große Ähnlichkeit mit den Tiefengesteinseinschlüssen aus dem Laacher-See-Gebiet. Sie sind nach SANDBERGER

außerdem vielleicht noch am ehesten mit entsprechenden Gesteinen des Bayerischen Waldes, nicht jedoch mit denjenigen des Odenwaldes zu vergleichen.

An Gesteinskomponenten, die mit der „Mitteldeutschen Schwelle" in Verbindung gebracht werden, sind in der näheren Umgebung diejenigen der sog. Gießener Grauwacke (HENNINGSEN, 1961, 1963 und 1966) zu nennen. Andernorts sind solche von STÖCKE (1929) und PICKEL (1937) (aus dem Kulm-Konglomerat bei Waldeck), MEMPEL (1935, Flechtinger Höhenzug) und besonders eingehend von EIGENFELD (1938, Ostthüringen, Vogtland, Frankenwald) beschrieben worden. Diese Aufzählung strebt keine Vollständigkeit an. Die wichtigsten Gesteinstypen gehören hier wiederum der Familie der Granite, und zwar der Alkaligranite an.

Daraus darf nun gefolgert werden, daß im Bereich der „Mitteldeutschen Schwelle" durchaus Gesteine vorhanden gewesen sind, mit denen Turmalingesteine verknüpft gewesen sein mögen (Quarz-Turmalin-Gänge z. B.) und die auch eine pneumatolytische Veränderung ihrer Nebengesteine hervorgerufen haben konnten. Als Beispiel derartiger Vorgänge soll hier nur der Granit von Eibenstock-Neudek angeführt werden, der seine Nebengesteine in regionalem Ausmaß (kartierbar!) in Turmalinschiefer usw. umwandelte (vgl. O. TEUSCHER, 1936).

Zwar erscheint die Deutung der Turmalinfelse und der Turmalin-Serizit-Schiefer als Abtragungsrest kontaktmetamorph-pneumatolytisch veränderter Sedimente aus dem Kontakthof der Granitmassive in der „Mitteldeutschen Schwelle" auf Grund obiger Ausführungen einleuchtend, dennoch möchten wir hier auch Argumente anführen, die gegen diese Deutung sprechen und auch eine andere Möglichkeit anzeigen.

b) Gesteine des Taunus-Vordevons als mögliche Lieferanten der Turmalingesteinsfragmente

Die wichtigsten Gegenargumente liefert das Wirtgestein, das Konglomerat selbst. Zwar enthalten die Konglomerate spärlich auch Granitgerölle, jedoch am häufigsten Quarzit, Tonschiefer, rote und weißliche „Kieselgesteine", Quarzitschiefer, Serizitschiefer, Phyllite und Gerölle intermediärer Vulkanite; Komponenten also, die zum Teil im „Vordevon" des Taunus an der heutigen Oberfläche anstehen.

Im „Vordevon" selbst kennen wir im Taunus in großer Verbreitung ehemalige Magmatite: Quarzkeratophyre, Felsokeratophyre, Serizitgneise und Grünschiefer (SCHLOSSMACHER, 1919; 1920; 1921 und 1922; HENTSCHEL und MEISL, 1966). Könnten nicht auch diese ehemaligen Magmatite als Borlieferanten betrachtet werden? Könnten die Schmelzen, aus denen diese ehemaligen Magmatite entstanden, nicht auch die Nebengesteine, in die sie eingedrungen sind, pneumatolytisch in Turmalinfels und Turmalinschiefer umgewandelt haben? Eine derartige Annahme würde jedoch mit unserer Kenntnis über die geologischen Verhältnisse im Taunus nicht in

Einklang zu bringen sein. Ein derartiger „Kontakt“ zwischen den ehemaligen Magmatiten des „Vordevons“ und seiner ebenfalls unter den Bedingungen der Grünschieferfazies dynamometamorph veränderten „Nebengesteine“ ist nirgendwo aufgeschlossen. Auch dürfte ein solcher „Kontakt“ kaum zu erwarten sein, da die hier in Betracht kommenden Magmatite zumindest an einigen Stellen ausgeprägten Effusivcharakter haben (Blasen z. B., die heute mit Epidot gefüllt sind).

Wenn man nun die ehemaligen sauren und intermediären Vulkanite des Vordevons als wesentliche Borlieferanten und als Ursache der Bildung der Turmalinfelse ausschließen muß, in welche Beziehung können dann die Turmalinfelsfragmente mit dem „Vordevon“ überhaupt gebracht werden?

Um diese Frage beantworten zu können, bleibt zunächst zu prüfen, ob die ehemaligen Sedimentgesteine des „Vordevons“ (verschiedene Phyllite) nicht selbst in der Lage gewesen sein mögen, die zur Bildung des Turmalins benötigten chemischen Baustoffe beizusteuern, ferner, ob die Umbildungsbedingungen, die aus ehemaligen Tongesteinen Phyllite werden ließen, die Bildung des Turmalins ermöglichten.

Die Herleitung der zur Bildung des Turmalins benötigten chemischen Baustoffe aus den in Betracht gezogenen Sedimenten bereitet keine Schwierigkeiten. Besonders begründet werden muß hierbei höchstens, daß in diesen Sedimenten auch Bor in genügender Menge vorhanden gewesen sein konnte.

V. M. GOLDSCHMIDT und CL. PETERS (1932) fanden in tonigen Sedimenten überraschend hohe Borkonzentrationen und folgerten daraus, daß für die Erklärung von Turmalinvorkommen nicht in allen Fällen die Annahme einer Kontaktwirkung jüngerer Eruptivgesteine benötigt wird. V. M. GOLDSCHMIDT und CL. PETERS' Angaben hinsichtlich der Boranreicherung in tonigen Sedimenten wurden u. a. von LANDERGREN (1945) und H. HARDER (1959) bestätigt. In den tonigen Sedimenten ist das Bor nach H. HARDER (1959) vor allem in die muskovitischen Glimmer und in die Illite eingebaut. Sedimente (allgemein) enthalten mit durchschnittlich 110 g B/t rund 10mal so viel Bor als die Eruptiva, deren Durchschnittsgehalt etwa 10 g B/t beträgt (H. HARDER, 1959). Daraus ersieht man, daß tonige Sedimente selbst durchaus als wichtige Borquellen angesehen werden müssen.

Die Umbildungsbedingungen Sediment → Phyllit sind — unter Zuhilfenahme der Ergebnisse der modernen experimentellen Petrologie — mit einiger Genauigkeit abzuschätzen. Die Bildungsbedingungen des Turmalins ergeben sich aus Versuchen, dieses Mineral künstlich herzustellen.

Über solche Synthese-Versuche wurde in den letzten 20 Jahren von FRONDEL, C., HURLBUT, C. S. Jr und COLETTE, R. C. (1947), FRONDEL, C. und COLETTE R. L. (1957), MICHEL-LÉVY M. (1949 und 1953) und SMITH, F. G. (1949) berichtet. Die Angaben aller Autoren über den Bereich der Bildungstemperatur stimmen im großen und ganzen gut überein. Als unterste

Temperaturgrenze wird z. B. von M. MICHEL-LÉVY (1953, S. 266) die kritische Temperatur des Wassers angegeben. Besonders häufig und intensiv wird die Turmalinbildung aber erst, wenn die Temperatur von 400 °C erreicht oder überschritten wird. FRONDEL und COLETTE (1957) geben 350 °C an, falls borhaltige Lösungen mit Pyrophyllit reagieren können. Diese Autoren haben in ihren Versuchen wässerige Lösungen von 3 n $H_3 BO_3$ und 0,3 n in NaCl auf verschiedene Aluminiumsilikate (evtl. unter Zugabe von Magnetit als Fe-Lieferant) einwirken lassen. Die Versuche wurden bei Temperaturen von 250, 350, 400, 425, 500 und 550 °C bei Drucken von 250—2000 bar und mit Versuchszeiten von 3—7 Tagen durchgeführt. Gute Ergebnisse wurden von den uns hier besonders interessierenden Schichtgittersilikaten mit Pyrophyllit (ab 350 °C) und Kaolinit (ab 425 °C) erzielt. Aus Muskovit bildete sich Turmalin erst bei 550 °C, wenn SiO_2 zugegeben wurde.

Die besten Ergebnisse wurden in sauren Lösungen erzielt, hohe Alkaligehalte und hohe Ca-Konzentrationen erwiesen sich als ungünstig.

Diese Versuche zeigen, daß sich Turmalin im relativ niedrigen Temperaturbereich von 350—550 °C (der Druck scheint keine wesentliche Rolle zu spielen, wenn eine gewisse niedrige Druckschwelle überschritten ist) bei geeignetem Ausgangsmaterial während der Metamorphose durchaus bilden kann. Wichtig für unsere Fragestellung ist hierbei noch, daß eisenreiche Turmaline (Schörle) bei diesen Experimenten besonders leicht herzustellen waren.

Das angegebene Temperaturintervall von 350—550 °C deckt sich fast genau mit dem Temperaturbereich, der für die Grünschieferfazies auf Grund von experimentellen Untersuchungen und Naturbeobachtungen angenommen wird (etwa 400—550 °C; nach H. G. F. WINKLER, 1967, S. 175—176).

Auf Grund der typomorphen Mineralien, die allerdings bisher vorwiegend in epimetamorphen Vordevon-Magmatiten (Grünschiefer und Serizitgneise) nachgewiesen worden sind (HENTSCHEL und MEISL, 1966; MEISL 1969, in Vorbereitung), müssen die Gesteine des Taunus-Vordevons in die Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies eingestuft werden. Diese Subfazies, für die vor allem das Auftreten von Stilpnomelan charakteristisch ist, ist die niedrigsttemperierte Subfazies der Grünschieferfazies. Daraus ergibt sich, daß die Umwandlungstemperaturen die 400 °C-Grenze höchstens knapp überschritten haben mögen. Vielleicht ist diese Temperaturgrenze lokal sogar nicht erreicht worden. Immerhin reichte die Temperatur, die für die Umbildung der tonigen Sedimente in Phyllite und Serizitschiefer usw. (wie sie heute in der Eppsteiner und Lorsbacher Schieferfolge vorliegen), nötig war, auch zur Bildung von Turmalin aus.

Den Beweis dafür, daß die postulierte Bildung von Turmalin in den Lorsbacher Schiefern effektiv eingetreten ist, fanden wir in einer von

B. STENGER (1961) als „streifigen“ Phyllit bezeichneten Probe, die von ihm am Walterstein (Bl. Königstein) gesammelt wurde. In dem sehr feinkörnigen, im wesentlichen aus Quarz, Serizit, Chlorit, etwas Albit und Stilpnomelan bestehenden Gestein sind vereinzelte idiomorphe Schörlkristalle, aber auch Schörlaggregate von acht bis zehn Schörlkristallen festzustellen (Tafel 6, Fig. 2). In ihren optischen Eigenschaften sind diese Schörle mit denjenigen im Turmalinfels identisch.

Wir wollen diesen Befund nicht überbewerten, halten es jedoch für nicht völlig ausgeschlossen, daß andererseits, z. B. im mutmaßlichen Liefergebiet, die entsprechenden Phyllite wesentlich größere Turmalin-Knauer enthalten haben konnten, die sich jetzt, nach ihrer Abtragung und geringfügigen Aufarbeitung, uns als die untersuchten Turmalinfels-Fragmente des Obergedinnekonglomerats darbieten.

Diese Überlegung erhält durch die mit den Turmalinfelsfragmenten vergesellschafteten serizitischen Turmalinschiefer-Fragmente eine besondere Stütze, da diese in ihrem Gefüge und in ihrem Mineralbestand in qualitativer Hinsicht mit dem turmalinführenden Serizit-Chlorit-Phyllit der Lorsbacher Schiefer weitgehend übereinstimmen. Um eine Identität beider Gesteine auszusprechen, reichen die dargelegten Befunde und Überlegungen nicht aus. Gelänge aber der schlüssige Nachweis, daß die hier untersuchten Fragmente aus dem „Vordevon“ des Taunus herzuleiten sind, so wäre damit auch die Altersfrage dieses Komplexes einer Lösung nähergebracht: es wäre wirklich älter als Devon. Andererseits gewönne die oben gegebene Deutung sehr an Wahrscheinlichkeit, wenn das höhere Alter des „Vordevons“ exakt nachgewiesen werden könnte. Mit stratigraphischen Methoden konnte diese Kardinalfrage der Taunusgeologie bislang nicht beantwortet werden.

In Fortführung der Gedanken, daß Turmalinknauer oder/und turmalinisierte Partien in den Vordevon-Phylliten möglicherweise die untersuchten Fragmente geliefert haben, muß man natürlich annehmen, daß diejenigen Phyllithorizonte, die solche Partien enthalten haben, restlos abgetragen worden sind, da größere Turmalin-Nester bislang im Taunus-Vordevon nicht bekannt wurden.

Eine weitere Konsequenz der hier gegebenen Überlegung müßte außerdem die Annahme einer Polymetamorphose bzw. einer zweifachen orogenetischen Beanspruchung der „Vordevon“-Gesteine im Taunus sein. Einen Versuch, die mögliche, vorvaristische (kaledonische?) Verfaltung dieser Gesteine mit gefügekundlichen Methoden nachzuweisen, haben CHATTERJEE, N. D. und PLESSMANN (1958) unternommen. Sie glaubten, die gestellte Frage im positiven Sinne beantworten zu müssen, indem sie eine „wahrscheinlich starke tektonische Beanspruchung“ (S. 458) annahmen. Ihre Angaben wurden zwar von D. RICHTER und B. STENGER (1964) in einigen Punkten angezweifelt, aber auch diese führen Befunde an, „die auf eine vordevonische Gebirgsbildung im Taunus deuten“ (l.c., S. 502).

RICHTER und STENGER kommen zu dem Schluß, daß sich gefügekundlich „lediglich eine mehrphasige varistische Gefügeprägung nachweisen läßt, welche die vor- und unterdevonischen Gesteine in gleicher Weise betroffen hat“ (S. 503). Die vordevonische Gebirgsbildung könne keine stärkere, gefügeverändernde Wirkung gehabt haben. Die Entscheidung herbeizuführen, welche der beiden Ansichten zu recht besteht, würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen. Diese Fragen zu klären, muß zukünftigen Untersuchungen vorbehalten werden. Wahrscheinlich können aber die hier angeschnittenen Probleme aus dem engeren Untersuchungsgebiet heraus nicht gelöst werden. Ein Vergleich mit ähnlich aufgebauten Gebieten, mit den Ardennen und dem Hohen Venn z. B., könnte vielleicht weiterhelfen.

6. Turmalingesteinsfragmente in den Gedinne-Konglomeraten der Ardennen; ein Vergleich

Ein Vergleich der geologischen Verhältnisse im Taunus mit denjenigen in den Ardennen wurde schon früh und wiederholt angestellt; er bietet sich in bescheidenem Umfange (ohne den Anspruch, die Probleme zu lösen) auch im Rahmen dieser Arbeit an, zumal die einzige Probe, die wir aus dem Gedinne der Ardennen untersuchen konnten (Bois de Dave) Fragmente führt, die sich ebenfalls als Turmalinfels bzw. turmalinisierte feinkörnige Sedimentgesteine erwiesen. Vermutlich sind diese Fragmente mit denjenigen identisch, die GOSSELET (1888, S. 261) als schwarze Quarzite („galets de quarzite noir“) aus dem „poudingue très peu coherent“ von Dave und Fooz beschreibt.

Das von LEPPLA 1917 gesammelte, etwa 6×5 cm große Konglomeratstück ist braungelb mit hellgrauem Stich und enthält neben Quarz- und Quarzit-Geröllen vier größere, eckige Turmalinfelsfragmente. Das größte Fragment ist im Querschnitt etwa dreieckig, mit Kantenlängen von etwa 2 cm. Nur an einer Kante ist es etwas gerundet. Die übrigen Fragmente sind im ∅ etwa 1 cm groß und von völlig unregelmäßiger Gestalt. Die Quarz- und Quarzitfragmente (0,3—1,5 cm im ∅) sind dagegen besser gerundet.

Unter dem Mikroskop erkennt man auch hier ein dichtes, aus Quarz und Schörl bestehendes, etwas Serizit enthaltendes Grundgewebe mit wolkig verteilten Schlieren. Diese Schlieren enthalten häufig gröbere (bis zu 60 μ große), detritische Quarzkörner, neben mengenmäßig etwas zurücktretendem, dafür aber gröberkristallinem Schörl (max. 180×40 μ). Rundliche, quarzreiche Nester, die anscheinend regellos eingestreut sind, haben einen ∅ von 60 μ und sind bemerkenswert einheitlich in ihrer Größe. (Sind es doch Fossilquerschnitte?) Die im Taunus-Material so häufigen, großen Quarznester (mit oder ohne Schörl) fehlen hier. Auch die rundlichen Turmalin-Nester (∅ etwa 300 μ) sind etwas seltener. Schörl- und Quarztrümchen fehlen ebenfalls völlig. Dennoch sind diese Fragmente mit

jenen aus den Obergedinne-Konglomeraten des Taunus petrographisch zweifelsohne identisch.

Dieser Befund unterstreicht die nach Lithologie und Fazies schon frühzeitig geforderte und erst später (Wo. SCHMIDT, 1958) auch paläontologisch wahrscheinlich gemachte stratigraphische Parallelisierung der Bunten Schiefer des Taunus mit den Schichten von Oignies bzw. mit den Schichten von Fooz und Dave in den Ardennen. Darüber hinausgehend ergibt sich, daß auch die Liefergebiete, die das Material zur Bildung dieser Schichtkomplexe beisteuerten, petrographisch sehr ähnlich aufgebaut gewesen sein müssen, mit regionaler Verbreitung turmalinführender Gesteine.

Für das Gedinne der Ardennen ist die Feststellung, daß die dortigen Konglomerate turmalinführende Gesteinsfragmente und Gerölle enthalten, nicht neu. Bereits 1877 haben DE LA VALLÉE-POUSSIN und RENARD aus dem Gedinne Konglomerat von Boussale (Poudingue de Boussale) turmalinführende Gerölle beschrieben. In diesem Konglomerat sind besonders große Fragmente gefunden worden. Eines von diesen soll 25 cm lang gewesen sein. Die von den beiden Autoren gegebene Beschreibung läßt eine weitgehende Übereinstimmung der dortigen Fragmente mit denjenigen im Taunus-Gedinne erkennen. GOSSELET (1888, S. 261) bemerkt dazu: „Une telle roche n'étant connue que dans le terrain granitique, on doit supposer" — des weiteren DE LA VALLÉE-POUSSIN und RENARD 1877, S. 372, zitierend — „que des roches granitiques affleuraient dans le bassin de la mer dévonienne, à l'époque où se formèrent les premiers conglomérats inférieurs, le long du rivage silurien du Condroz". Es ist anzunehmen, daß die Turmalinfelsfragmente im Konglomerat von Dave vom gleichen Liefergebiet stammen.

In den Ardennen sind turmalinführende Gesteine überhaupt recht verbreitet. ASSELBERGHS (1946) zählt im Obergedinne (Assise de Fooz), vornehmlich nach LOHEST (1885), weitere Konglomeratfundpunkte mit Fragmenten turmalinführender Gesteine auf: Ottré, Harzé, Quareux, zwischen Spa und Le Marteau, zwischen Hermalle-sous-Huy und Boussalle. LOHEST (1885) fand bei Macquenoise auch in den Schichten von Mondrepuis kleine turmalinführende Gerölle. DE LIMBOURG-STIRUM (1909) beschrieb von Baraque Fraiture und von Odeigne (Luxemburg) turmalinführende Quarzgerölle. Die Schichten von Oignies scheinen nach CORIN (1931) bei Freux-Menil (les arkoses de la Hazelette) turmalinführende Gesteinspartikel zu enthalten.

LOHEST (1909) erkannte bereits, daß einige Fragmente aus metamorphen Sedimentgesteinen herzuleiten sind. GOSSELET (1888, S. 782—783) beschrieb anstehende, metamorphe, turmalinisierte Gesteine in einem Profil an der Mühle von Remagne. CORIN (1931) hatte nachweisen können, daß Turmalin in der gesamten metamorphen Zone von Paliseul, vor allem in der Umgebung von Libramont, Remagne, Freux, Seviscourt, Morhet, Bernihet im Osten des Massivs von Serpont reichlich auftritt. Es sind an diesen Stellen Quarz-Turmalin-Gänge, aber auch ausgedehnte

„Turmalinimprägnationen“ (ebenfalls Schörl) bekannt. CORIN hält die Gänge für magmatische Bildungen. Die Turmalinführung der metamorphen Nebengesteine dieser Gänge erklärt er als pneumatolytische Wirkung eines tieferliegenden (bisher unbekannten) Magmenkörpers. Die Metamorphose der Wirtgesteine sei eine reine Dynamometamorphose und hat nach ihm mit der Turmalinbildung nichts zu tun. Von der Turmalinisierung sollen selbst Gesteine des Gedinnium erfaßt worden sein: „La tourmaline existe dans le Gedinnien et dans le Cambrien“. Ähnliche Gänge beschrieb LEPERSONNE (1934) von Salmchâteau, Vielsalm und Gdoumont u. a. Die Verfasser kennen diese Vorkommen nicht aus eigener Anschauung. Die Gesteine selbst scheinen nach der Beschreibung von CORIN zum Teil einen höheren Metamorphosengrad als die Vordevon-Gesteine im Taunus zu besitzen, da sie Biotit, Chloritoid, Staurolith und Granat (Spessartin) führen. Eine gewisse Ähnlichkeit zwischen der geologischen Stellung beider metamorphen Zonen ist dennoch kaum zu verkennen.

Zusammenfassung

In den Bunten Schiefern (Obergedinne) des westlichen Taunus treten vorwiegend im Gebiet des Aßmannshäuser Sattels — bis zu einigen Metern mächtige — konglomeratische Einschaltungen auf. Diese führen an verschiedenen Punkten, besonders reichlich bei Kloster Eberbach, Kiedrich und Aulhausen Fragmente eines dichten, schwarzen bis grauschwarzen Gesteins. Man hielt diese Fragmente lange für Kieselschiefer, später wurden sie als Hornblende-Quarz-Gesteine angesehen.

Vorliegende Untersuchung ergab, daß die Mehrzahl dieser Fragmente massig ist und im wesentlichen aus Turmalin und Quarz mit wechselnder Beteiligung von Hämatit besteht. Einige Fragmente enthalten außerdem wesentliche Mengen von Serizit und haben ein flaseriges, schwach schiefriges Gefüge.

Der Turmalin ist optisch, röntgenographisch und chemisch untersucht worden. Es ergab sich dabei, daß ein Mischkristall der Reihe Dravit-Schörl vorliegt. Der Dravitanteil wird aus der Analyse auf etwa 35—40% geschätzt.

Die untersuchten Fragmente sind somit Turmalinfelse bzw. serizitreiche Turmalinschiefer, sehr wahrscheinlich durch Umwandlung eines tonigen Sediments entstanden. Die Umwandlung ist als Folge einer Kontaktmetamorphose (Pneumatolyse), aber auch als Folge einer Regionalmetamorphose vorstellbar. Als Herkunftsgebiet bietet sich die „Mitteldeutsche Schwelle“ an, aber auch gewisse Glieder des „Vordevons“ im Taunus sind als Lieferanten der Fragmente nicht auszuschließen, zumal in einem Serizit-Chlorit-Phyllit der Lorsbacher Schieferfolge die gleichen Turmaline festgestellt werden konnten.

Ähnliche Fragmente treten auch in den Gedinne Konglomeraten der Ardennen auf. Die Fragmente aus dem „Poudingue de Dave“ erwiesen sich

ebenfalls als turmalinisierte Sedimentgesteine, die petrographisch mit den Fragmenten aus dem Taunus-Gedinne identisch sind. In den Ardennen sind solche Fragmente bereits 1877 aus dem „Poudingue de Boussale“ als turmalinführende Gesteine beschrieben worden, die aus dem „Massif du Condroz“ hergeleitet werden. Die metamorphe Zone von Paliseul, die manche Ähnlichkeiten mit der metamorphen Zone des Taunus aufweist, enthält an zahlreichen Stellen anstehend turmalinisierte Gesteine, mit denen die hier beschriebenen Turmalinfelse und Turmalin-Serizitschiefer petrographisch verglichen werden können.

LITERATUR

ASSELBERGHS (1946): L'éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. — Mémoires de L'Institut Géologique de l'Univ. de Louvain, XIV. 598 S. Louvain 1946.

BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rundschau, **36**, S. 57—66, Enke, Stuttgart 1948.

CHATTERJEE, N. D. und PLESSMANN, W. (1958): Spuren vordevonischer Tektonik im südlichen Taunus. — N. Jb. Geol.-Paläontol., Abt. B, Mh. **10**, S. 449—459, Stuttgart 1958.

CORIN, F. (1930): Le métamorphisme de l'Ardenne — Annal. Soc. géol. Belg., **54**, S. B 99—B 115, Liège 1930.

— (1931): Coup d'oeil sur la zone métamorphique de Paliseul — Annal. Soc. géol. Belg., **54**, S. B 414—B 455, Liège 1931.

DEER, W. A., HOWIE, R. A., and ZUSSMAN, J. (1962): Rock-forming minerals, Bd. I, S. 300—319, Logmans, London 1962.

EIGENFELD, R. (1938): Prävariskische Glieder der sächsisch-fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer IV. Die granitführenden Konglomerate des Oberdevons und Kulms in Ostthüringen, Frankenwald und Vogtland. — Abh. Sächs. Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl., **42**, Nr. 7, S. 7—150, Leipzig 1938.

FRONDEL, CL. and COLETTE, R. L. (1957): Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl-H_3 BO_3 solution, and its implications in rock metamorphism. — Amer. Min., **42**, S. 754—758, Menasha, Wisconsin 1957.

FRONDEL, CL., HURLBUT, C. S., jr. and COLETTE, R. C. (1947): Synthesis of tourmaline. — Amer. Min., **32**, S. 680—681, Menasha, Wisconsin 1947.

GOLDSCHMIDT, V. M. und PETERS, CL. (1932): Zur Geochemie des Bors. — Nachr. v. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Kl. aus dem Jahre 1932, S. 402 bis 407, Berlin 1932.

GOSSELET, J. (1888): L'Ardenne — Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. 889 S., Paris 1888.

HARDER, H. (1959): Beitrag zur Geochemie des Bors II: Bor in Sedimenten. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. Math.-Phys. Kl., J. 1959, Nr. 6, S. 123—183, Göttingen 1959.

HENNINGSEN, D. (1961): Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Gießener Grauwacke. — Geol. Rundschau, **51**, S. 600—626, Enke, Stuttgart 1961.

— (1963): Zur Herkunft und Unterscheidung der sandigen Gesteine am Südostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — N. Jb. Geol.-Paläontol. Mh. **2**, S. 49—67, Stuttgart 1963.

— (1966): Die paläozoischen Grauwacken bei Gießen und ihre Fortsetzung unter der nördlichen Hessischen Senke. — Ber. oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk., N. F., Nat. wiss. Abt., **34**, S. 19—31, Gießen 1966.

Hentschel, H. und Meisl, S. (1966): Exkursion in das magmatogene Vordevon des Taunus. — Fortschr. Miner., **42**, 2, S. 321—333, Stuttgart 1966.

Koch, C. (1881): Über die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald. — Jb. preuß. geol. L.-A. (für das Jahr 1880), S. 190—242, Berlin 1881.

Landergren, S. (1945): Contribution to the geochemistry of boron, II. — Archiv. Kemi, Min., **19** A, Nr. 26.

Lepersonne, J. (1934): Découverte de filons de quartz tourmalinifère dans le Gedinnien, du bord Sud et Est du massif de Stavelot. — Annal. Soc. géol. Belg., **57**, S. B 27—B 30, Liège 1933—1934.

Leppla, A. (1904): Erläuterungen zu Blatt Preßberg-Rüdesheim. Lfg. 111. 68 S., Berlin 1904.

Limbourg-Stirum, A. de (1909): Le poudingue à roches cristallines du Bois d'Odeigne. — Annal. Soc. géol. Belg., **36**, S. B 306 — B 309, Liège 1908—1909.

Lohest, M. (1885): De la présence de la tourmaline dans les roches poudingiformes du Gedinnien inférieur. — Annal. Soc. géol. Belg., **12**, S. B 36—39, Liège 1885.

— (1909): Les veines dans les roches tourmalinifères. — Annal. Soc. géol. Belg., **36**, S. B 245—251, Liège 1909.

Machatschki, F. (1929): Die Formeleinheit des Turmalins. — Zeitschr. f. Kristallogr., **70**, S. 211—233, Leipzig 1929.

Meisl, S. (1969): Die mineralfazielle Stellung der Metamorphite im Taunus und im Soonwald (in Vorbereitung).

Mempel, G. (1935): Die Herkunft der Kulmkonglomerate des Flechtinger Höhenzuges. — 26. Jber. Niedersächs. Geol. Verein, 1, 1935.

Michels, F. (1926): Zur Tektonik des südlichen Taunus. — Sitzungsber. Geol. L.-A., H. 1 (Beyschlag-Festband), S. 73—77, Berlin 1926.

— (1931): Erläuterungen zur Geol. Kte. v. Preußen etc., Lfg. 288, Bl. Eltville-Heidenfahrt, 79 S., Berlin 1931.

— (1932): Erläuterungen zur Geol. Kte. v. Preußen etc., Lfg. 288, Bl. Wehen. 56 S., Berlin 1932.

Michel-Lévy, M. (1949): Synthèse de la tourmaline et de la jéreméjéwite. — C.R. hebd. Acad. Sci., **228**, S. 1814—1816, Paris 1949.

— (1953): Reproduction artificielle de minéraux qui apparaissent dans le métamorphisme de contact du granite. — Bull. Soc. Franç. Min. et Cristallogr., **72**, S. 237—293, Paris 1953.

Nöring, F. K. (1939): Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., H. 192, 96 S., Berlin 1939.

Pickel, W. (1937): Stratigraphie und Sedimentanalyse des Kulms an der Edertalsperre. — Z. dtsch. geol. Ges., **89**, S. 233—280.

Richter, D. und Stenger, B. (1964): Zum Problem einer vordevonischen Tektonik im südlichen Taunus. — N. Jb. Geol.-Paläontol., Abt. B, Mh., 8, S. 488—503, Stuttgart 1964.

Rothpletz, A. (1895): Das Rheintal unterhalb Bingen. — Jb. preuß. geol. L.-A. **16** (Anhang), S. 10-39, Berlin 1896.

Sandberger, F. (1883): Über den Basalt von Naurod und seine Einschlüsse. — Jb. k.-k. Geol. R.-A., **33**, S. 33—60, Wien 1883.

SCHLOSSMACHER, K. (1919): Die Serizitgneise des rechtsrheinischen Taunus. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1917, **38**, S. 374—443, Berlin 1919.

— (1920): Über die Metamorphose der kristallinen Schiefer im Untertaunus. — Z. dtsch. geol. Ges., **72**, S. 306—338, Berlin 1920.

— (1921): Keratophyre und ihre dynamometamorphen Äquivalente aus der Umgebung von Bad Homburg v. d. Höhe. — Jb. preuß. geol. L.-A., **40**, S. 460 bis 505, Berlin 1921.

— (1922): Keratophyre aus dem rechtsrheinischen Vordertaunus. — Jb. preuß. geol. L.-A., **41**, S. 308—348, Berlin 1922.

SCHMIDT, WO. (1958): Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus Gedinnium — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 31—49, Wiesbaden 1958.

SMITH, F. G. (1949); Transport and deposition of the non-sulfide vein minerals. IV. Tourmaline. — Econ. Geol. **44**, 186—192, New Haven 1949.

STENGER, B. (1961): Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., H. **36**, 68 S., Wiesbaden 1961.

STÖCKE, K. (1929): Die Kulmkonglomerate am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1928, **49** II., S. 1003—1036, Berlin 1929.

TEUSCHER, O. (1936): Umwandlungserscheinungen an Gesteinen des Granitmassivs von Eibenstock-Neudek. — Zeitschr. f. Kristallogr., Mineralogie und Petrogr., Abt. B. Min. u. Petrogr. Mitt., N. F., **47**, S. 273—312, Leipzig 1936.

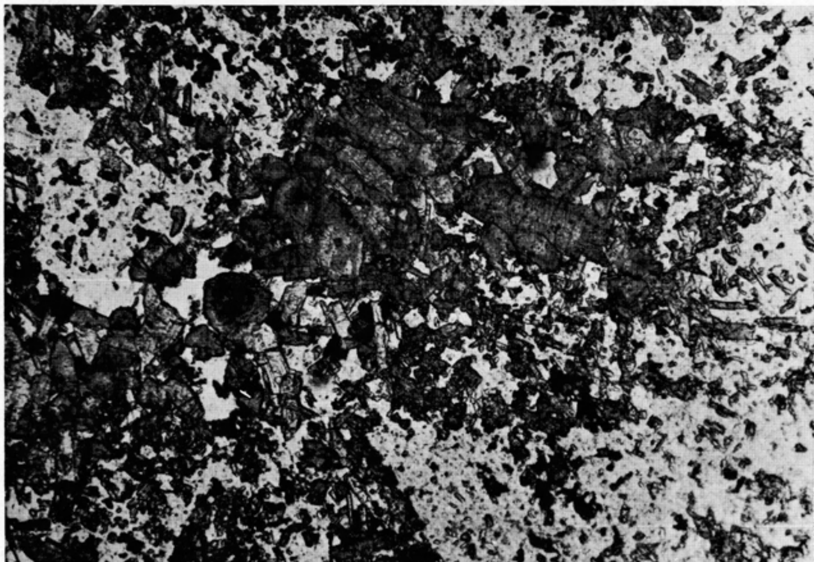
TRÖGER, W. E. u. Mitarb. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband, 822 S., Schweizerbart, Stuttgart 1967.

VALLÉE-POUSSIN, DE LA CH. et RENARD, A. (1877): Note sur un fragment de roche tourmalinifère du poudingue de Boussale. — Bull. Acad. Royale Belg., **43**, S. 359—372, Bruxelles 1877.

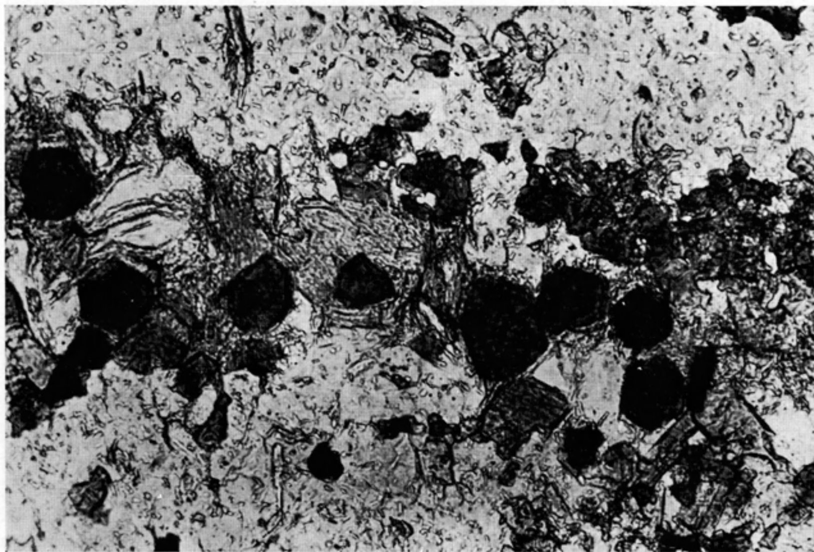
WAGNER, W. und MICHELS, F. (1930): Erl. zur Geol. Kte. v. Hessen. Blatt Bingen-Rüdesheim, 167 S., Darmstadt 1930.

WINKLER, H. G. F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine, 2. Auflage. 237 S., Springer, Berlin-Heidelberg-New York 1967.

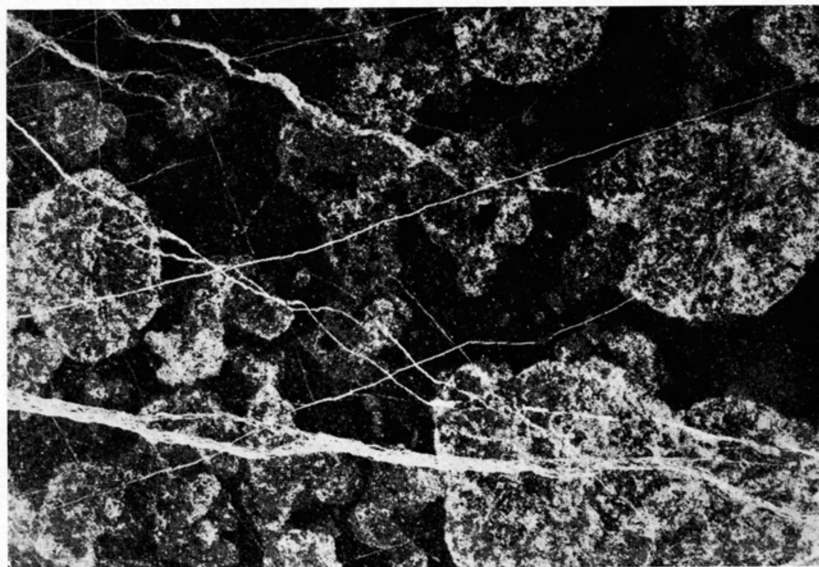
WIRTH, H. (1960): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 146—166, Wiesbaden 1960.



Taf. 1, Fig. 1. Große Schörl-Dravit-Mischkristalle mit ausgeprägtem Zonenbau und ditrigonalen Querschnitten $\perp$ zur kristallographischen c-Achse (dunkelgrau-Töne), Hämatitfliter (schwarz) und Quarz (weißgrau). Vergrößerung: 85fach; ohne Nicols, Dünnschliff-Nr. 10034; Fundort: Kloster Eberbach, Bl. 5914 Eltville, r 343200. h 554639.



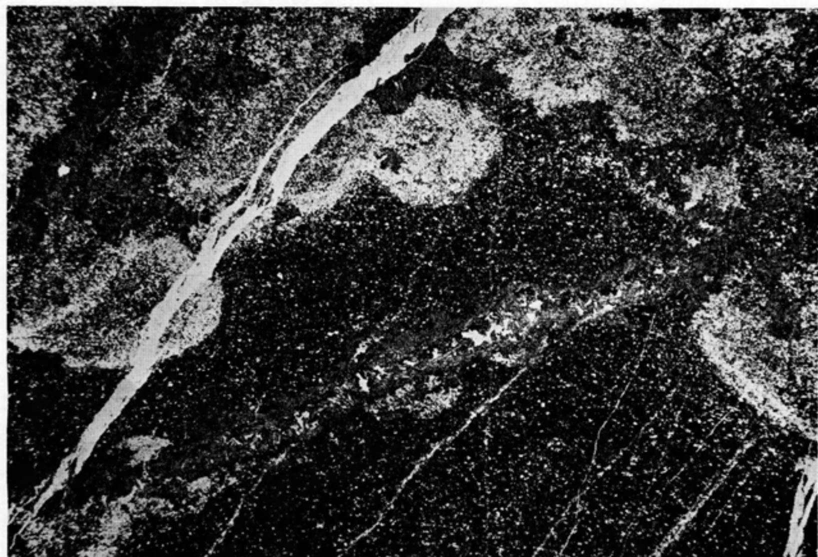
Taf. 1, Fig. 2. Zonargebaute Schörl-Dravit-Mischkristalle mit überwiegend hexagonalen Querschnitten $\perp$ zur kristallographischen c-Achse (dunkelgrau), Chlorit (hellgrau) und Quarz. Vergrößerung: 200fach; ohne Nicols. Dünnschliff Nr. 10034. Fundort: Kloster Eberbach, Blatt 5914 Eltville, r 343200, h 554639.



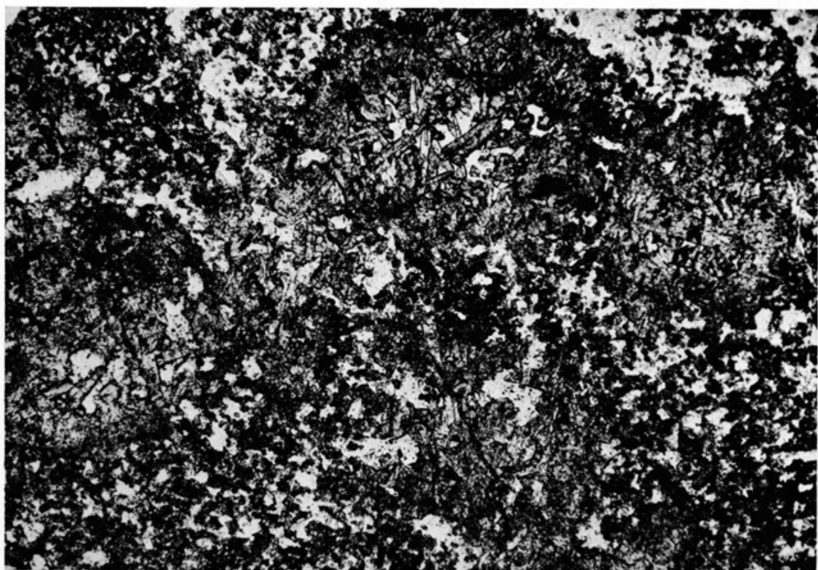
Taf. 2, Fig. 1. Große Turmalinnester mit idioblastischen Schörl-Dravit-Mischkristallen, von Quarznestern durchsetzt und von Quarz-Girlanden umgeben. Das Fragment ist von mehreren Quarztrümchen durchzogen. Vergrößerung: 5fach; ohne Nicols. Dünnschliff-Nr. 7413. Fundort: Kloster Eberbach, Blatt 5914 Eltville, r 343201, h 554533.



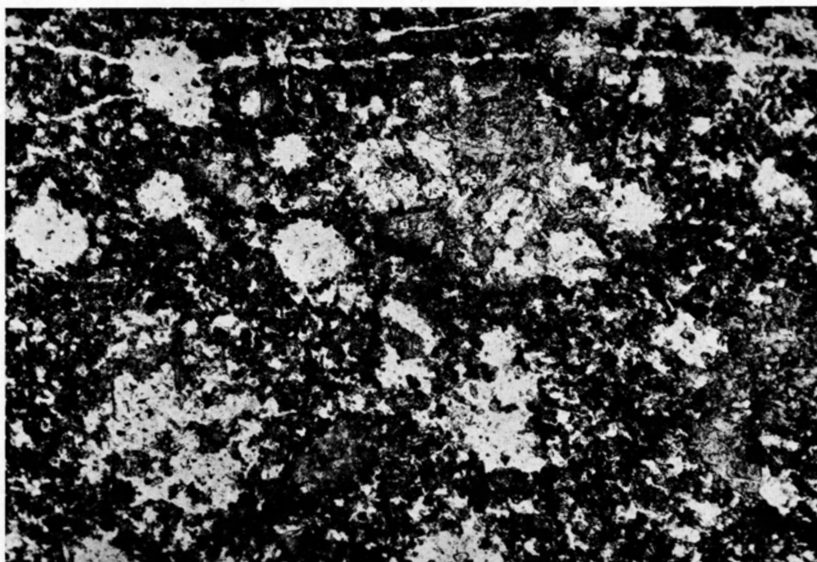
Taf. 2. Fig. 2. Turmalin-Serizitschiefer-Fragment mit linsigen, ausgeschwänzten Turmalin-Quarz-Knauern (obere Bild-Hälfte), grenzt an ein Turmalinfels-Fragment (unten rechts). Die schwache, flaserige Schieferung des Turmalin-Serizitschiefers ist klar zu erkennen. Die Grenzfläche beider Fragmente entspricht der Schieferungsebene des Wirtgesteins. Vergrößerung: 20fach; ohne Nicols. Dünnschliff-Nr. 10034. Fundort: Kloster Eberbach, Bl. 5914 Eltville, r 343200, h 455439.



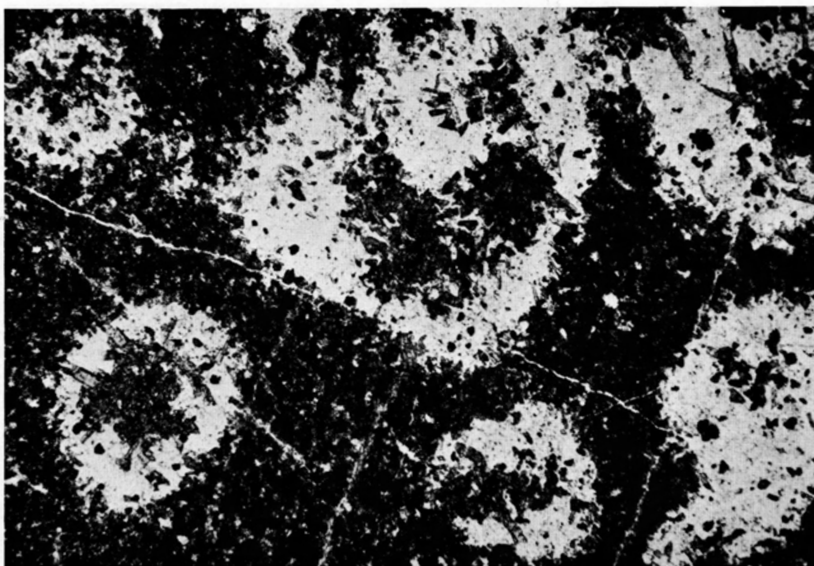
Taf. 3, Fig. 1. Älteres turmalinführendes Gängchen wird von jüngeren, während der variskischen Orogenese entstandenen Quarztrümchen durchquert. Vergrößerung: 10fach; ohne Nicols. Dünnschliff-Nr. 7412. Fundort: Kloster Eberbach, Bl. 5914 Eltville, r 343201, h 554533.



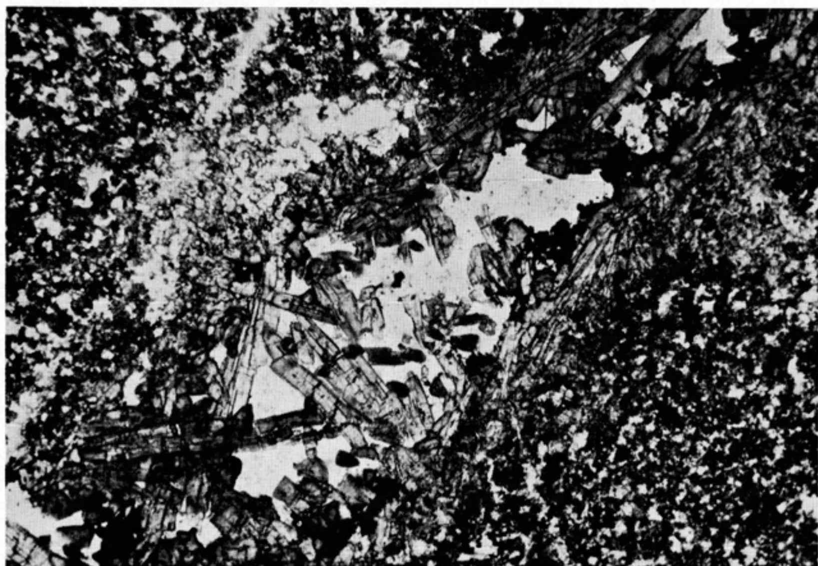
Taf. 3, Fig. 2. Runde diablastische Schörl-Nester, die sich deutlich von dem feinkörnigen Turmalin-Quarz-Grundgewebe abheben. Vergrößerung: 56fach; ohne Nicols. Dünnschliff-Nr. 9802. Fundort: Kloster Eberbach, Bl. 5914 Eltville, r 345201, h 554533.



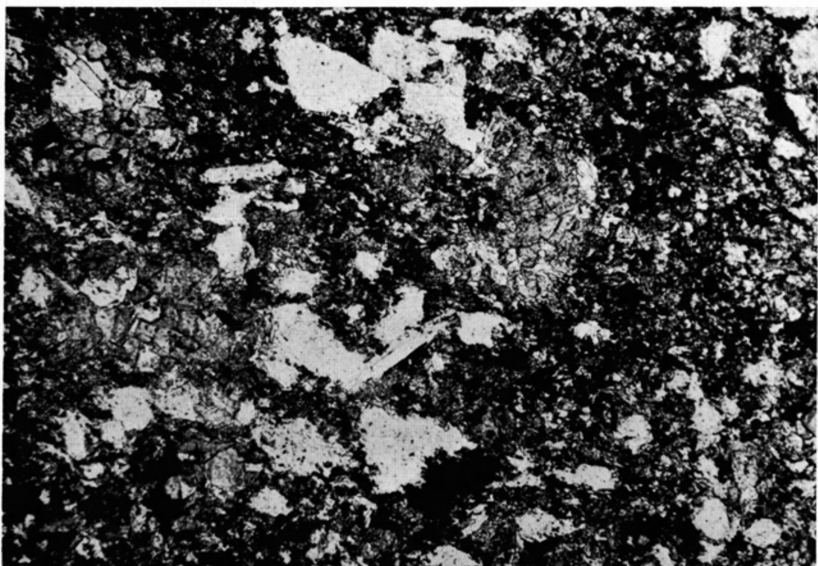
Taf. 4, Fig. 1. Kleinere und größere, runde Quarznester mit nur spärlicher Turmalinführung. Der Durchmesser der größeren Quarznester stimmt mit demjenigen der diablastischen Schörlnester überein. Vergrößerung: 60fach; ohne Nicols. Dünnschliff-Nr. 7417; Fundort Kloster Eberbach, Bl. 5914 Eltville, r 343201, h 554533.



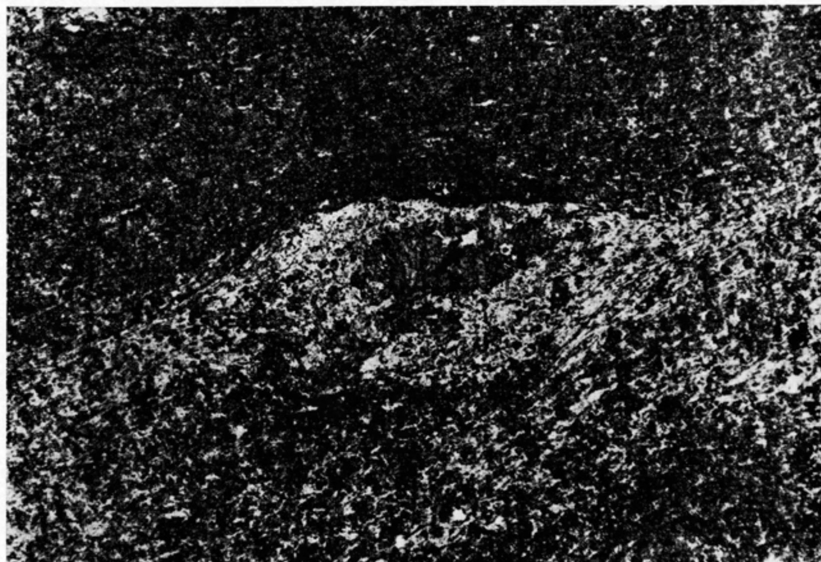
Taf. 4, Fig. 2. Quarz-Turmalin-Nester, in welchen Turmalin-Aggregate vom Quarz hofartig umgeben werden. Benachbarte Nester gehen ineinander über (obere Bildhälfte). Vergrößerung: 60fach; ohne Nicols. Dünnschliff-Nr. 10036. Fundort: Kloster Eberbach, Bl. 5914 Eltville, r 343200, h 554639.



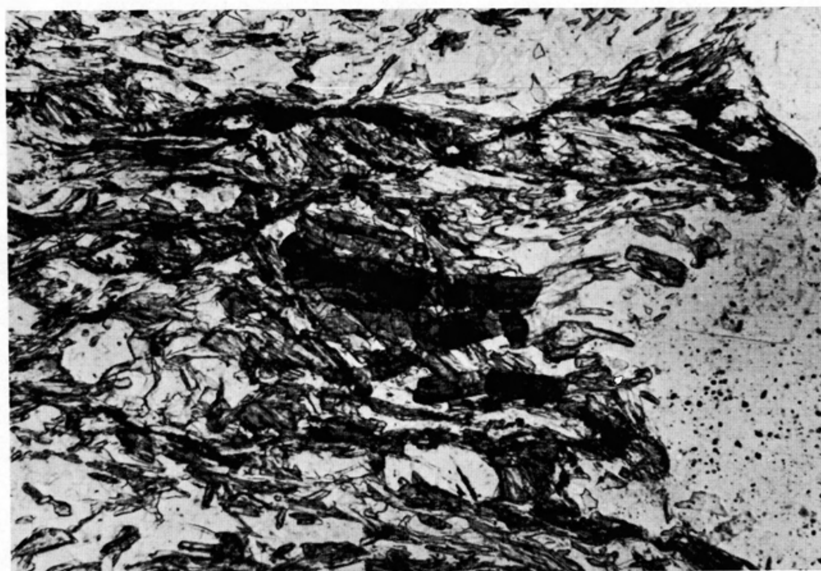
Taf. 5, Fig. 1. Große Schörl-Dravit-Mischkristalle in einem Quarz-Turmalingängchen. Ältere vorvariscische Trumgeneration. Am Saalband reichert sich Hämatit an (schwarz). Vergrößerung: 60fach; ohne Nicols. Dünnschliff-Nr. 7412. Fundort: Kloster Eberbach, Bl. 5914 Eltville, r 343201, h 554533.



Taf. 5, Fig. 2. Eckige, detritische Quarzkörner und detritische Muskovitplättchen (etwa Bildmitte) zeigen, daß der Turmalinfels durch Umwandlung eines feinklastischen Sedimentgesteins entstanden ist. Vergrößerung: 160fach; ohne Nicols. Dünnschliff-Nr. 9771. Fundort: Elsterbachtal, N. Kloster Marienthal. Bl. 5913 Presberg, r 342475, h 554283.



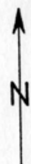
Taf. 6, Fig. 1. Linsige, an beiden Enden ausgespitzte Turmalin-Quarz-Knauer in einem dichten Turmalin-Serizitschiefer. Vergrößerung: 65fach; ohne Nicols. Dünnschliff-Nr. 10034. Fundort: Kloster Eberbach, Bl. 5914 Eltville, r 343200, h 554639.



Taf. 6, Fig. 2. Knauerartiges Aggregat von Schörlkristallen in einem Serizit-Chloritschiefer der Lorsbacher Schieferfolge (Vordevon). Vergrößerung: 200fach; ohne Nicols. Dünnschliff-Nr. 3761. Fundort: Walterstein, Bl. 5816 Königstein, r 345811, h 555486

Verbreitung der Bunten Schiefer
u. der zwischengeschalteten Konglomeratlagen
im westlichen Taunus

0 1 2 3 4 5 km



Fasanerie
Schlangenbad
Chausseehaus
Georgenborn
Rauenthal
Klost. Eberbach
Kiedrich
Stephanshausen
Eichberg
Hallgarten
Johannisberg
Rhein
Aulhausen
Aßmannshausen
Geisenheim
Rüdesheim
← Rhein

Bunte Schiefer des Obergedinne (Unterdevon)
(Tonschiefer, Quarzit, Grauwacke)

Konglomeratische u. sandige Einschaltungen:
mit zahlreichen Turmalinfelskomponenten
mit vereinzelten Turmalinfelskomponenten
bisher ohne Turmalinfelskomponenten

Fundorte der untersuchten
Turmalinfelskomponenten

Abb. 1